河川流出に関する諸問題

京都大学防災研究所教授・工博　石　原　安　雄

1. はじめに

ここにいう流出とはいうまでもなく河川における雨水の流出のことである。河川流出の源は降水であり，表面流出，中間流出および地下水流出の３成分があって，平水時には地下流出分が，高水時には表面流出と中間流出とを含めた直接流出分が卓越するということは周知のとおりである。３９年度および４０年度の水工学研修会においては，とくに高水時の流出すなわち洪水流出をとりあげ，著者らの見解に基づいていろいろの問題を説明したつもりであるが，ここでは河川流出全体を対象とした２，３の問題点について説明してみよう。

最近，産業の伸長，人口の増大，文化水準の向上などのために水の需要が急激に増加しつつあり，国内的にも，また世界的にも水資源の確保が緊急を要する重要問題として注目されるようになった。1965 年から始まったユネスコ主催の国際水文学十年計画（International Hydrological Decade）はこうした要求から生れたものであって，わが国もこれに積極的に参加しつつある。この計画の中で水収支という課題が大きくとりあげられており，また水資源の実態把握という観点からも基本的問題であるので，降雨と河川流出との関係について考えてみたい。

つぎに利水上あるいは治水上のいろいろの計画をたてる場合には，河川流出量の将来の予測が基本となることはいうまでもない。この場合に普通とられる手法は過去に起った事象を解析してその性状を明らかにし，それに基づいて将来起るであろう事象を推測するという時系列論的方法である。このような将来の予測問題は築造された各種の河川構造物が有効に働き，かつ社会の活動に支障を与えないための基本となるので，重要問題としてとりあげてみたい。

このほかにも，河川流出に関してとりあげなければならない重要問題は沢山あることはいうまでもないが，ここでは上述の問題に関連して述べるつもりである。

2. 水文量の将来予測

水文量の中で降水と流出量は河川流出におけるもっとも基本となるもので，それらが将来どのような形態で起るかを知ることは，各種の河川計画をたてたり，また河川を管理していくうえに非常に重要な役割をはたすことは明らかである。このような将来値を知ることを一般には予知予測問題といわれるが，予知予測の方法には各種の手法がとられる。たとえば，地震予知のように，地震が発生すればすぐに伝播して各地に被害がでる現象のように伝播時間が短かいものに対しては，地殻の傾斜，伸縮，あるいは地盤の昇降などのいわゆる前駆現象を調べて予知法を考えねばならないし，われわれの身近な問題である洪水の予知のように，現象の伝播が遅いものでは，原因である豪雨を把握したのちに，それが将来どのような過程を経て下流に伝播するかを計算していくものもある。

一方，このような現象の本質を物理的に解明して，その結果に基づいて将来値を予測するものとは別に，現象の因果関係はあまりよくわかっていなくとも，統計的ないしは確率的性質を利用して将来

値の予測をしようとする方法，すなわち時系列を利用したものがある。

河川流出を対象とする場合には，前者に属するものは前述したように洪水予報であり，後者は水資源の予測問題である。洪水予報については洪水現象並びに降雨現象の物理的究明が必須条件であり，洪水現象については，前２回の研修会でとりあげたので，今回は割愛することとし，水資源の将来予測などに利用することができる時系列の問題，とくに予測の可能性について考えてみたい。

(1) 時系列解析の基礎

一つの時系列を考え，これを$Q(t)$とすると，$Q(t)$は一般に規則的な変動$p(t)$と$q(t)$，および母集団に固有の偶然変動$m(t)$よりなっているとしよう。すなわち，

$$Q(t)=p(t)+q(t)+m(t) \tag{2・1}$$

ここに，規則的変動のうち$p(t)$は周期変動を，$q(t)$は傾向変動（トレンド）を表わす。いま周期変動が正弦級数で，傾向変動がtの多項式で表わされると仮定すると，

$$Q(t)=\sum_{i=1}^{m} a_i \sin\frac{2\pi}{T_i}t+\sum_{j=1}^{n} b_i t^j+m(t) \tag{2・2}$$

となる。

もしも，降水量や流出量が（２・２）式で与えられることがわかれば，右辺第１および第２項の係数，ならびに偶然変動$m(t)$の確率的性質を利用して，これらの将来値を計算することができるわけである。

与えられた時系列に（２・２）式を適用するに当って，この式をそのまま用いると数学的に相当難しい計算となるので，普通はまず周期変動を検出，除去し，ついで傾向変動について同様の操作を行なったのち，最後に偶然変動のみからなる時系列について解析を行なう。周期変動の検出にはペリオドグラムを用いればよいが，計算に多くの手数を要するので，コレログラムを用いることが多い。さらに簡単には移動平均によって概要を調べることもできる。傾向変動は上のようにしてえられた周期変動を原系列から差引いてえられる系列について，いろいろの区間の平均値や移動平均を行なえば，近似的ではあるが比較的簡単に検出できる。このようにしてえられた傾向変動をも差引くことによって，偶然変動のみが残ることとなるが，その変動の性質が時間とともに変化しないいわゆる定常の場合には，コレログラムを利用して将来値を推定することができる。[1)]

(2) 予測の可能性

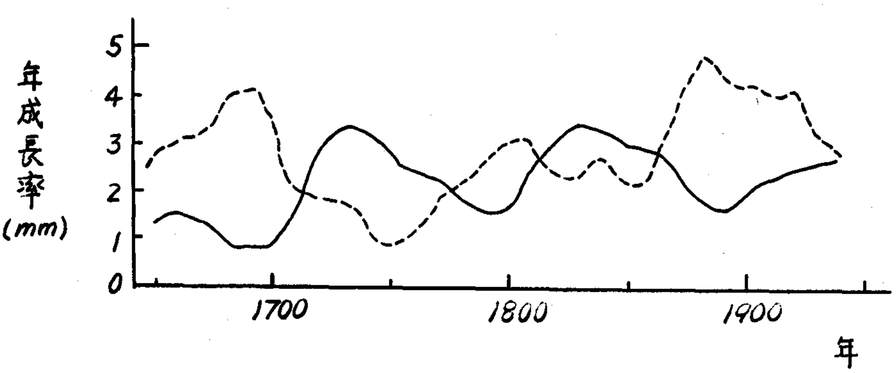
年降水量，年流出量，年最大流量などを対象として，上述したような時系列解析が行なわれたが，それらは同一の結果に達していない。すなわち，長尾は[2)]びわ湖の流入量に５７年周期が存在することを示し，山本は[3)]年流量に１８年前後の周期が卓越する河川があることを報告しており，年間ないしはかなりの期間の平均化された水文量にはかなり意味のある長期的変動が存在する可能性を示した。一方，治水的要素を対象としたものには，利根川の年最大ピーク流量が９９年，３３年および$11/k$（$k=1,2,\cdots\cdots 6$）の決定論的変動として表現できるとした伊藤の研究[4)]，東北地方の洪水に３７年，３１年，２４年の周期を認め，これに３～４年，６～７年および１２年の変動をあてはめた福田の研究[5)]などがあり，また上山は[6)]利根川のような大河川の洪水はともかくとして，中小河川では局所的わい曲度が強くなることを指摘し，高瀬も[7)]周期変動を無視できる水文量が多いことを示した。

このように，いろいろの解析が行なわれているが，将来値の予測という点から二つの問題があるように思われる。その一つは，周期変動および傾向変動が存在するにしても，原系列に対する分散の値に比して，これらの変動を差引いた偶然変動の系列に対する分散の値がどの程度小さくなるかということであり，他の一つはコレログラムを利用して将来値を推定する際に，過去との依存度が低く，すなわち自己相関係数の絶対値が小さくて全く偶発的事象と考えてよい場合である。

最近，科学技術庁資源調査会から水資源の変動様相に関する調査報告[8]が出されたが，その中でこうした問題が詳しく調べられている。70〜80 年間の日本各地の雨量を用い，さらに世界の雨量や日本の河川の流量の記録をも利用して解析した結果，少なくとも雨量は（季節変動）＋（雑音）という形で近似してよいといっている。ここにいう季節変動とは1年の中での変動で，雑音とは全く偶発的であるということであって，経年的な周期変動や傾向変動の有意性が認められないとしている。

一方，速水・大内は[9]，台湾産紅檜の年輪成長率に6年，１０年，２０年，および100年の各前後の周期が卓越すること，およびこれを種々の気候要素と関係づけ，北陸豪雪の消長をも見事に説明している。また角屋・小池は[10] 日本各地の雨量を対象として解析し，少なくとも年雨量についてはかなり顕著な周期性が現われており，しかも北海道を除くと全国的に非常によく似た長期的変動を示していることを指摘し，また有意な周期性を除いた系列の分散が原系列の半分程度になる場合があるという注目すべき結果をえている。

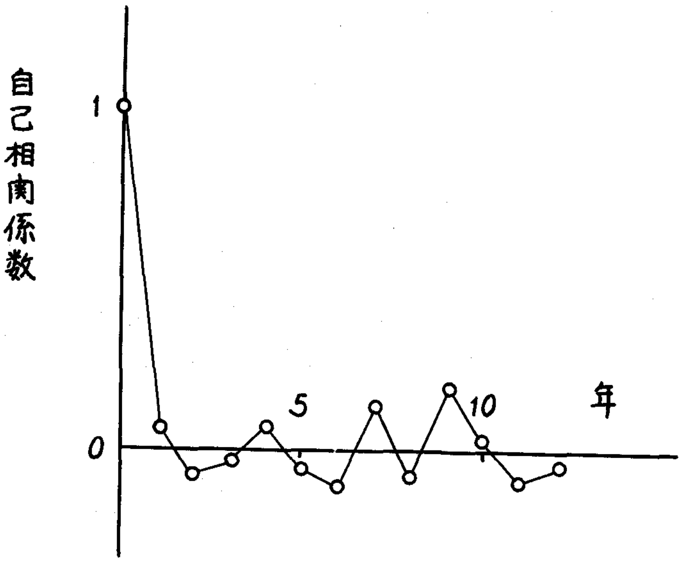
図－１は大内が[11] 調査した樹木の生長率の長期的傾向を示したもので，実線は山形産ケヤキ，破線は台湾産紅檜である。上述の北陸豪雪の消長との関係などを考慮するとき，長期的変動が降雨したがって流出量にも存在してよいと考えられる。図－２は前述の資源調査会報告に載っている東京の年雨量に対するコレログラムであり，記録年数からしてこの程度の相関係数の値では全く偶発的事象として取扱ってよいことを示している。一方，同じく東京について角屋・小池が長期的傾向を調べるために移動平均を行なった結果が図－３であるが，同図の実線は７および４年の移動平均を行なったもの，破線はさらに１５年の移動平均を施した曲線であって，周期変動の存在がうかがえる。さらに，ペリオドグラムによってえられた有意な周期は2.25，4.3，40〜45 年であって，これらの周期変動を取り除くと分散の大きさが0.71倍となり，かなり小さくなることが示されている。こうした結果は年



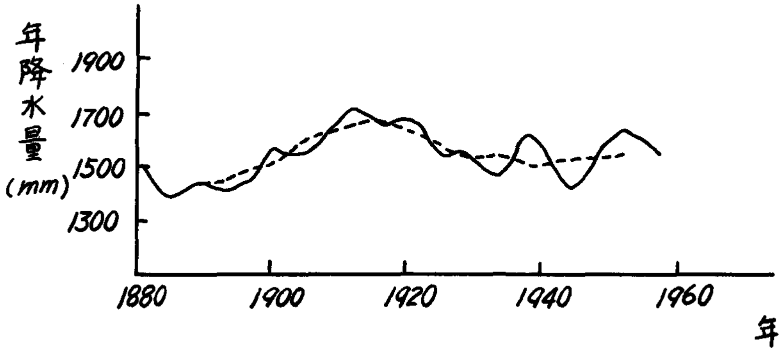
図—１　樹木の生長率

雨量を対象とするとき，（周期変動および傾向変動）＋（雑音）として取扱った方が，ただ単に（雑音）として取扱うより予測精度が向上することを意味している。

最後に流出量について考えてみよう。前記の資源調査会の報告によると，日本各河川の月流量のコレログラムは，火山灰地帯を流れる河川では12カ月すなわち1年程度の持続性を示すが，他の河川では1〜2カ月程度の持続性しか示さない。このことは火山灰地帯では前年の流量が対象としている年の流量に影響し，また火山灰地帯以外では各年間の相関はほとんどないことを示すと考えてよい。事実，長尾の解析[2]においても，びわ湖への流入量は周期変動を除くと，全く偶発的事象として取扱ってよいことを示している。しかしながら，年雨量と年流量との間にはかなりよい相関があり，多くの場合年雨量から400〜500mmの一定の損失雨量を差引いたものが年雨量を与える。したがって，年雨量に長期的変動があるならば，当然年流量にも長期的変動が存在するはずであり，さらに火山灰地帯では長期的変動を取除いた偶然変動に対して1〜2年は相関係数が有意となり，少なくとも1〜2年の間はかなり意味のある将来予測が可能のように思われる。



図—2　東京年雨量のコレログラム



図—3　東京年雨量の長期的傾向

3. 河川流出量の推算

上述したように，水文量の将来予測が可能であるとしても，なお全く偶発的と考えてよい変動が残る。また，流量資料はその記録時間が短かいうえに，流域内における各種の人工，すなわち森林の伐採やダムの築造などの影響を受けてかなり性格をかえている場合がある。このような事情を考慮する

と，人工の影響を受けず，しかも記録期間が長い降水の記録を用いてその経年的および季節的変動性を把握して，降水の将来予測などを行なうことが合理的のように考えられる。したがって，降水から流量への変換という問題が重要になるわけで，以下においてはこうした観点から河川流出量を推算する場合の問題点を考えてみたい。

(1) 推算の時間単位

雨から流出量を計算する場合に，いろいろの時間単位が採用されていることは周知のとおりである。たとえば，下水計画など比較的小面積を対象とするときには分単位で，洪水の計算を行なう場合には時間単位，低水の問題では日単位，賦存水量を巨視的に把握するときは月単位ないし年単位程度の時間内平均値として取扱われている。このように，実際上いろいろの時間単位が用いられているが，こうした時間間隔のとり方が流出機構からみて意味があるかどうか，また逆に流出機構からみてどのような時間単位をとるのが最も好ましいかという課題が問題となるわけである。

降雨強度は場所的に，また時間的にかなり変動しているが，流出過程はある意味ではこれを平均化する効果をもつと考えることができるので，ただ時間の単位としてある分，時間，日，月，年といったものをそのまま平均化の時間単位としてとってよいかどうかという点にかなりの疑問があるわけである。こうした意味においてもっとも検討されているのは洪水時の流出問題である。

洪水の流出解析法の一つに単位図法があるが，この方法における時間単位はいわゆる単位時間である。すなわち，降雨はこの単位時間内は一定強度とし，ハイドログラフは降雨を単位時間ごとに分けてえられる各単位時間内降雨に対するそれぞれのハイドログラフを加え合せて計算するのである。換言すると，単位時間内の降雨の時間的分布ならびに場所的分布の状態が多少変化しても，その間の平均降雨強度が変わらなければ，結果としてのハイドログラフには変化がないと考えているのである。これと同様の意味のものとして，いわゆるラショナル式で出水のピーク流量を推算するときに用いられる洪水の到達時間があり，この洪水の到達時間内の平均降雨強度を用いてピーク流量を計算するから，その時間内の分布状態の変化の効果は平均化されて現われないと考えていると理解することもできよう。こうした問題に対して理論的根拠を与えたものが石原・高棹の研究である。[12] すなわち，洪水流出現象を雨水が流域の表面近傍を流下伝播するものと考えたうえで，現象を$x \sim t$平面に射影したときの特性曲線の流下時間をもって時間単位とすべきことを明らかにしたのである。[13]

一方，最近貯留法に基づく洪水解析が多用されているようであるが，この計算においては普通1時間を時間単位としているようである。貯留法の適否はともかくとしても，どんな大きさの流域に対しても1時間を単位として計算することにはかなり疑問があって，当然現象の早さおよび平均化の効果の大小によって計算の時間単位を変えるべきである。

巨視的に水資源の賦存状況を調べるときには，年単位の計算を行なうことが多い。わが国においては水文現象に1年という周期性がはっきり現われることは何人も疑うことのできない事実である。比較的降水量の少ない時期，すなわち渇水期の後期からはじまる1年間を単位として水文現象を区切って考えると，その年内で起った降水状況の変化に対応する流出の変化は同じ年の中で現われ，つぎの年にはほとんど影響を与えないとしてよいはずである。[14] すなわち，上述のように定義された1年を単位とするときにはじめて，年降水量と年流出量との関係を直接対応させていろいろの関係を調べる

意義が生ずるわけである。年間損失雨量がわかっているならば，降水量からその量を差引くことによって容易にかつ正確に年流量が計算できるのである。

以上，洪水流出を対象とするときと，巨視的に賦存水量を対象とするときとについて，時間単位の問題を説明したが，最近水資源問題が重要視されるにつれて毎日々々の河川流量を推算することが必要となってきた。このために通常とられる時間単位は日である。1日という単位は地球の自転の1周期であって，1年が公転の1周期ということからすると確かに意味のある時間単位である。しかし，1年は気象現象の周期でもあるので，上述したように水文現象の時間単位としても意味があるが，1日というのは必ずしも気象現象，とくに降水現象の周期とは一致しない。他方，流出現象という観点からしても，融雪時の流出などのように気象や日照が関係するものに対しては多少の意味があろうが，一般には1日という時間単位が何らの意味もないといっても過言ではないだろう。したがって，河川流量を推算する場合に普通1日を単位としているのは，われわれの生活が1日を単位として営まれているために，記録がそこに合わせて1日を単位として存在するだけであって，ただ便宜的にそれを用いているに過ぎないといえるわけである。しからばどんな時間単位を用いるのが合理的かという問題になると，現在のところよくわからないというしかないように思われる。ただ常識的に考えられるものとしては，常に一連降雨を単位として取扱う方法と，河川流出には性格の異なる直接流出と間接流出とがあるので，その区別が可能な程度に時間単位を定める方法などがあろう。しかしながら，とくに低水流出に関する現象の理解が未だ十分でない現状では，洪水流出を対象とするときのように明確な時間単位の定め方は見出しにくいように思われる。

(2) 流出モデル

河川流出量を推算する際に，上述の時間単位の問題や後述の損失雨量の問題など未解明のものが少なくないが，実際上降雨の流出量への変換ということが要求されるので，いろいろの方法で計算が行なわれている。そのもっとも初歩的なものとしては類似ないしは近接する既調査流域の資料から未調査流域のそれを相関関係を利用して推定する方法がある。これは流域状態および降水状況が類似しておれば，類似の流出状況を呈するという流出現象の一般的ないしは経験的な特性に基礎をおくものと考えられるが，河川における流出過程という立場とは無関係といえる。以下においては流出過程という観点から導かれた2，3の流出モデルについて説明する。

a. 菅原のモデル

これはタンクモデルとして知られている流出モデルで，図－4の直列型のモデルは古座川を対象として考えられたものである。その基本的考え方は，浸透や流出はすべて指数関類型の過程を仮定している。モデルの構成は，

1. タンクの横にある小孔は河川流出量の成分を表わす。
2. タンクの下にある小孔は下層への浸透を表わす。
3. タンクの横にある2つ以上の小孔は同一地層からの流出が，ある貯留量に達したとき急激に増大するような場合の流出過程の表現である。
4. タンクの数が多いほど対象河川の流出過程が複雑であることを示す。

以上のような観点から行なうのである。その基本的な原理は，図－4の最上段のタンクについて説明

すると，タンクの断面積を1とし，底に近い（第1の）横孔までの高さをh_1，第2の横孔までをh_2，底および第1，第2の小孔からの流出量をそれぞれη_0，q_1およびq_2，その減衰係数をλ_0，λ_1，λ_2さらにタンク内の水深を$h(t)$，タンクの上部から供給される雨水を$p(t)$とするとつぎの関係が成立する。

指数関数型であるから，小孔からタンク内水面までの高さと流出量が比例しなければならないから，hが大きい場合を対象として記すと，

$$\eta_0 = \lambda_0 h, \quad q_1 = \lambda_1 (h-h_1), \quad q_2 = \lambda_2 (h-h_2) \tag{3・1}$$

さらに，連続の条件より，

(i)　$h \leqq h_1$ の場合：

$$\frac{dh}{dt} + \eta_0(t) = p(t)$$

すなわち，

$$\frac{dh}{dt} + \lambda_0 h = p(t),\ \text{あるいは}\ \frac{1}{\lambda_0}\frac{d\eta_0}{dt} + \eta_0 = p(t) \tag{3・2}$$

(ii)　$h_1 \leqq h \leqq h_2$ の場合：

$$\frac{dh}{dt} + \eta_0(t) + q_1(t) = p(t)$$

すなわち，

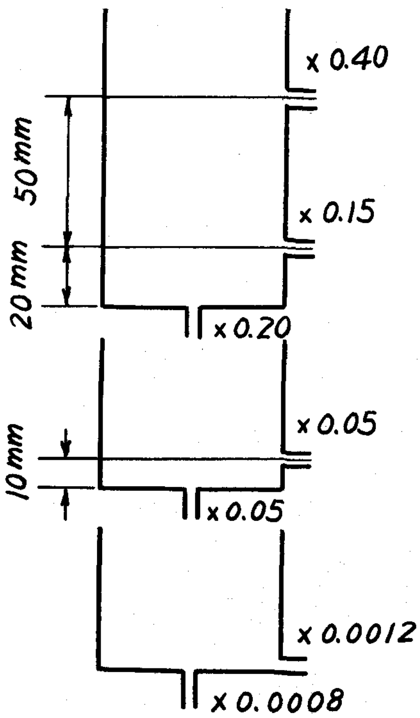
$$\left.\begin{aligned} &\frac{dh}{dt} + (\lambda_0+\lambda_1)\left(h - \frac{\lambda_1 h_1}{\lambda_0+\lambda_1}\right) = p(t) \\ &\text{あるいは，} \\ &\frac{1}{\lambda_0+\lambda_1}\frac{d\bar{q}_1}{dt} + \bar{q}_1 = p(t), \quad \bar{q}_1 = \eta_0 + q_1 \end{aligned}\right\} \tag{3・3}$$

(iii)　$h \geqq h_2$ の場合：

$$\frac{dh}{dt} + \eta_0(t) + q_1(t) + q_2(t) = p(t)$$

すなわち，

$$\left.\begin{aligned} &\frac{dh}{dt} + (\lambda_0+\lambda_1+\lambda_2)\left(h - \frac{\lambda_1 h_1 + \lambda_2 h_2}{\lambda_0+\lambda_1+\lambda_2}\right) = p(t) \\ &\text{あるいは，}\ \frac{1}{\lambda_0+\lambda_1+\lambda_2}\frac{d\bar{q}_2}{dt} + \bar{q}_2 = p(t), \quad \bar{q}_2 = \eta_0 + q_1 + q_2 \end{aligned}\right\} \tag{3・4}$$

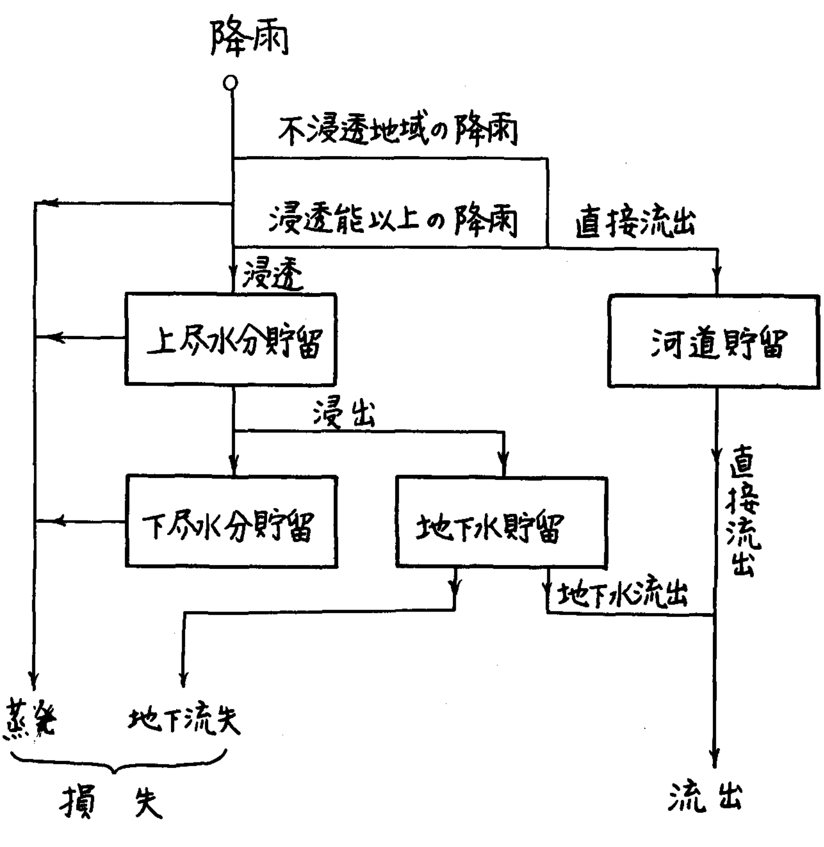


図－4　菅原のモデル
（古座川の場合）

以上概略説明したように，この流出モデルは指数関数 $\lambda\exp(-\lambda t)$を基本とする単位図法の組合せと考えることができるが，普通の単位図法と異なる点はいろいろの早さの流出成分が自動的に組合わされており，かなり広範囲にわたって流出過程をシミュレートさせることができるという長所がある。しかし，タンクモデルの組合せをいかに構成するかという点になると試算的に定めるしか方法がなく，シミュレーションのモデルとしては有効であるがかなり熟練を要するという欠点があるように思われる。

b．Kohler–Linsley のモデル[15)]

ディジタル・コンピューターを使用して河川流出のシミュレーションを行なうために考えたモデルであって，土壌水分の変化に注目したものである。これは図－5に示すようなモデルであって，つぎのような点が考慮されている。



図－5　Kohler－Linsley のモデル

(i) 蒸発散量は上層に水分貯留がある場合には蒸発散能が，下層にのみ水分貯留があるときはそれに比例した量とする。

(ii) 上層および下層の土壌水分についてそれぞれ最大貯留量が存在する。

(iii) 不浸透地域からの流出を考慮する。

(iv) 土壌水分との関係において浸透水量を計算する。

(v) 地下帯への浸出は下層水分を考慮して導入する。

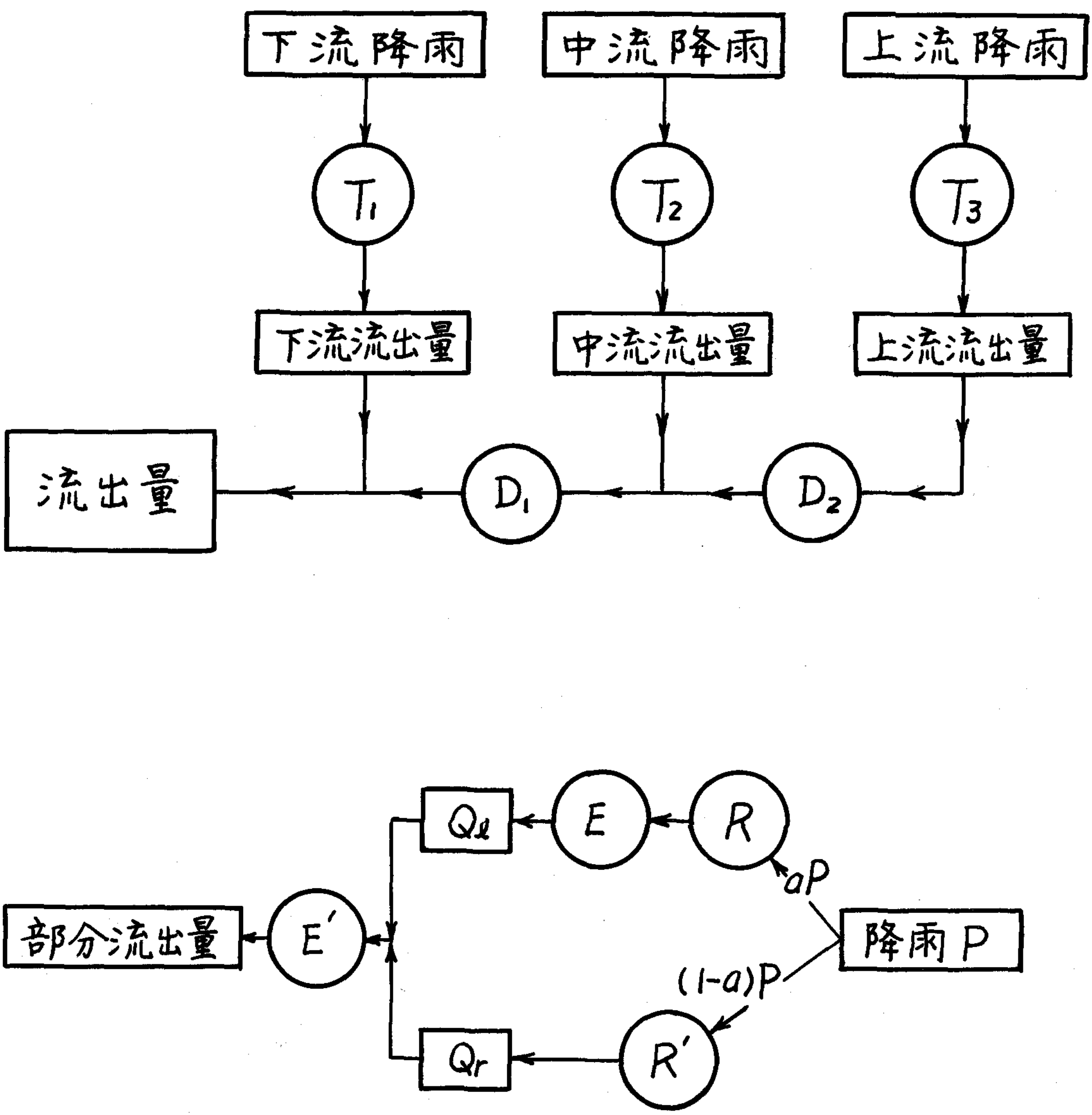
(vi) 河道への直接流出分は不浸透地域からの流出，河道貯留効果，浸透水量および蒸発散を考慮して計算する。

(vi) 地下水流出は地下水帯への浸出量，流域からの漏水および地下貯留効果を考慮して算出する。
(vii) 全流出量は(v)の直接流出と(vi)の地下水流出との和である。

以上のようであって，流出過程を考慮しながらモデルが組立てられて点は合理的と考えられるが，ここで考えられているモデルが正しく流域内で起る現象を表現しているかどうか，異なったモデル構成をとる流域が存在するかどうか，また実際の計算に当って各過程を定量的にどのように推定したらよいか，など多くの問題点があろう。

c. Corrèze 河のモデル[16)]

図－6はCorrèze 河の洪水流出を解析するために考えられたブロックダイヤグラムであって，270



図－6　Correze 河のモデル

Km²を上流部，中流部，および下流部の３つの地域に分割し，各地域からの流出は変換オペレーター①によって示され，さらに河道流下の過程は⑩のオペレーターで表わされている。このモデルについては３９年度の水工学シリーズにおいても説明したが，昨年の研修会で述べた単位流域とそれらを結ぶ河道とから流域が構成されるという著者の考え方と一致する取扱いであって，極めて興味深い。このモデルでは⑩のオペレーターは遅れを，①のオペレーターは下図に示されているように降雨量をある一定比率にわけて一方が変形オペレーター⑥を通った後，再び一緒にしてもう一度変形オペレーター⑥を通らせている。しかし，このモデルも変形オペレーターの内容が重要であるが，詳細が報告されていないのが残念である。

以上３つの流出モデルについて説明したが，それぞれ長短がある。しかしながら，わが国においては河川の開発が上流地区まで及んでおり，河川の利用もかなり上流にまで達し，かつ沢山の地点で取水が行なわれている。こうした状況の河川では，少なくともある程度以上のorderの河道に沿ういろいろの地点での流出状況と，それらの間の相互関係を明確に知る必要がある。また，このような関係を知ることそのものが，長期にわたる河川流出過程を正しく理解することとなるのである。このような観点からすると，a．b.で述べた流出モデルは著者のいう単位流域に対応するものであって，それらを河道で連結するというようなモデルの構成が，単位流域内の流出過程の把握とともに今後の重要な研究課題であろう。

4. 有効降雨と水収支

降雨とそれによって生ずる流出とを量的に比較すると，わが国では通常前者が多いが，その差を損失降雨，対象とする流出成分に直接対応するものを有効降雨という。したがって，対象とする流出成分によって有効降雨の意味が変ってくることになる。

１月とか１年のように比較的長期にわたる河川流出を対象とする場合には，通常蒸発や蒸発散によって失なわれる水分が損失となり（これを純損失ということがある），洪水流出のように短期の流出を対象とする場合には，蒸発散量は余り重要でなく，樹木による遮断量，表面土壌の土湿不足の充足量，深層への浸透量と地下水の増加量など，対象とする期間内に流域内に貯えられ直接流出成分とは関係のない雨水が損失量となる。したがって，降雨の時間的分布が与えられたとき，有効降雨との関係をどのように考えればよいかということが問題となる。

(1) 長期の河川流出を対象とする場合

この場合の損失は大部分蒸発散によるとしてよい。蒸発散は地表面付近に水が存在しなければ起らないことは明らかである。したがって，降雨間隔や地下水位の高さ，また土地の利用状況などによって，Hortonが指摘したevaporation opportunityが変化するので，蒸発散量が変わる。その変化は非常に複雑であるが，特定の流域を対象とする場合には，年ごとに土地の利用状況や植生が大きく変化するはずがなく，また１年を通じてみるときは，降雨日数や無降雨期間，日照や風の状況などの気象条件も平均的にはそんなに変わるとは考えられない。したがって，１年間を対象として損失降雨を取扱うときには，ほぼ一定値になると考えてよく，事実，試験地における観測結果や大河川の流量観測結果によると，年降水量が1,000〜1,300mmから2,500mm程度の範囲でほぼ一定値を示し前者

では600〜800mm，後者では300〜500mmとなっている。[17] なお，年降水量が1,000mm以下であるような乾燥地帯では蒸発の機会が減少するので，蒸発散量が小さくなり（ただし年流出率という表現をするとこれも減少する），逆に3,000mm/yearをこすような多雨地域では無降雨期間が少なくなりevaporation opportunityが減少するので蒸発散量も小さくなる傾向がある。表－4・1は竹内・水野が全国を8地区にわけて河川を対象として調べた結果で，降雪地のものは雪の把握が不正確なため降水量が過少に見積られているだろうと述べている。また表－4・2は山間部における試験地での測定結果であって，上述の説明を裏付けている。[18]

表－4・1　全国各地区の年間損失雨量（昭32－34の平均）

地区	年降水量 (mm)	年流出高 (mm)	年損失量 (mm)
北海道	1,183	1,060	123
東北	1,585	1,283	302
関東	1,630	1,183	447
北陸	2,093	2,067	26
中部東海	2,453	2,183	270
近畿瀬戸内	1,867	1,227	640
南海	2,607	2,170	437
西日本	2,247	1,533	714
全国平均	1,855	1,520	335

表－4・2　山間部試験地における年損失雨量

試験地名	流域面積 (ha)	年降水量 (mm)	年流出高 (mm)	年損失量 (mm)
足尾（栃木）	299	1,982	935	1,047
太田（茨城）	16	1,646	843	803
東大愛知演習林	110	1,468	829	639
東大愛知演習林	107	1,782	1,022	760
宝川本流（群馬）	1,906	3,663	3,117	546
宝川初沢（群馬）	118	2,659	1,850	809
龍ノ口（岡山）	23	1,144	333	811
角館（秋田）	1.87	2,019	853	1,166
釜淵（山形）	3.06	2,616	2,017	599
岩手大演習林	-	1,840	1,062	778
上川（北海道）	573	1,399	798	601

以上は年間の蒸発散量であるが，水資源の季節的変動を調べるときなどにはその季節的ないしは月別の配分が問題となる。短期間の蒸発散量を対象とするときには降水，風，日照，気温などの細かい

変化や植生の生長度などが大きく影響するので，年毎に変化するのが普通である。表－4・3は金子が与えたものであって，上欄は畑または林地を対象とし日本中央部の標準値であり，下欄は霞ケ浦の水収支を計算したときの地目別仮定値である。[18]

表－4・3　蒸発散量の月別標準値および地目的仮定値（mm）

地目		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	計
畑・林地など		30	30	50	60	80	80	90	100	80	70	60	40	770
霞ケ浦	水田	20	20	30	50	100	100	180	170	100	60	40	30	900
	灌漑畑	20	20	30	50	80	80	170	180	80	60	40	30	840
	畑・林地など	20	20	30	50	80	80	100	110	80	60	40	30	700
	湖面	20	20	30	40	60	60	80	90	70	60	40	30	600

さらに細くみるときには，一連降雨と蒸発散量との関係が問題となる。前節で述べた菅原の流出モデルでは浸透という形で最終端のタンク底から流出させて損失を取除くようになっているが，季節的変化は導入されていない。またKohler–Linsley のモデルでは降雨日，無降雨日には無関係に土壌の水分と気象条件とによって，蒸発散量を上層水分から差引くようになっており，いくらか合理的と考えられるが問題は残されている。

しかしながら，実際の河川流域における蒸発散量を直接推定することはきわめて困難であって，小さいプロットにおける測定，蒸発計蒸発量，紙面蒸発計，Thornthwaite の蒸発散能などから推定している。一方，一定の地区を限定した場合，ある期間内の降水量をP，上流地区からの表面および地下流入量をD_1，G_1，下流地区への流出量をそれぞれD_2，G_2とし，さらに地区内における貯留水量の変化をΔS，蒸発散量をEとすると，連続の条件から次式が成立する。

$$P=(D_2-D_1)+(G_2-G_1)+\Delta S+E \qquad (4\cdot1)$$

上式は水収支式といわれ，種々の水収支の計算に使用されている。この式において，地下水位の上昇を$\triangle H$，地下水位変化部分の土壌の容気率をp，地表付近の土壌水分の変化を$\triangle M$とすると，

$$\triangle S=p\cdot\triangle H+\triangle M \qquad (4\cdot2)$$

また，$\triangle G=(G_2-G_1)+p\cdot\triangle H$とおくと，（4・1）式はつぎのようにも書くことができる。

$$P=(D_2-D_1)+\triangle G+\triangle M+E \qquad (4\cdot3)$$

流域の最上流端を含むような地域を対象とする場合には$D_2=G_2=0$であり，またダムなどで流出水量を測定するような場合には$G_1=0$となる。

（4・3）式において，P，(D_2-D_1)，$\triangle G$，$\triangle M$を測定できたとするとその期間内の蒸発散量Eが計算できるはずである。1年間を対象とするときには，ほぼ$\triangle G=\triangle M=0$として差支えないので$E$の推定は容易であるが，季節ないしは月などを対象とするときには，$\triangle G$も$\triangle M$も零とはならない。この場合，$\triangle M$の測定は比較的簡単であり，$\triangle G$はきわめて困難な場合が多いので，逆に何らかの方法によってEを想定し，（4・3）式によって$\triangle G$を計算することによって水収支の実態把握に利用することができる。

(2) 短期の河川流出を対象とする場合

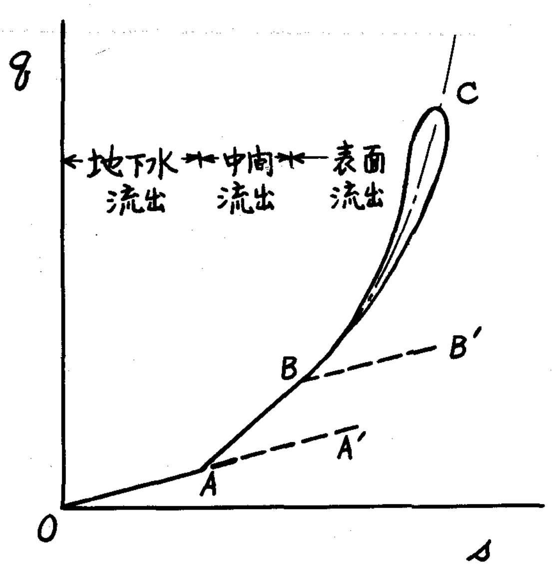
短期の河川流出，すなわち一降雨による流出問題や洪水流出の問題である。地下水流出をも含めて巨視的に流出量と降雨量との関係，いいかえると損失雨量を対象とするときには前項とほぼ同様であるので問題はないが，細かく各流出成分とそれに対応する有効降雨という問題になるとかなり様子が変ってくる。その好例が洪水流出の問題である。

洪水流出成分の主体が中間流出と表面流出であることはいまさらいうまでもない。洪水流出成分に対応する有効降雨の総量は，ハイドログラフの分離によってえられる総流出量と等しくなければならないということから容易に算出することができるが，観測降雨との関係が問題である。従来，W－index，初期損失と浸透損失を考える方法，Φ－index パーセント法などによって観測降雨から有効降雨を分離する方法がとられており，その詳細については３９年度の水工学シリーズで述べたのでここでは割愛することとする。

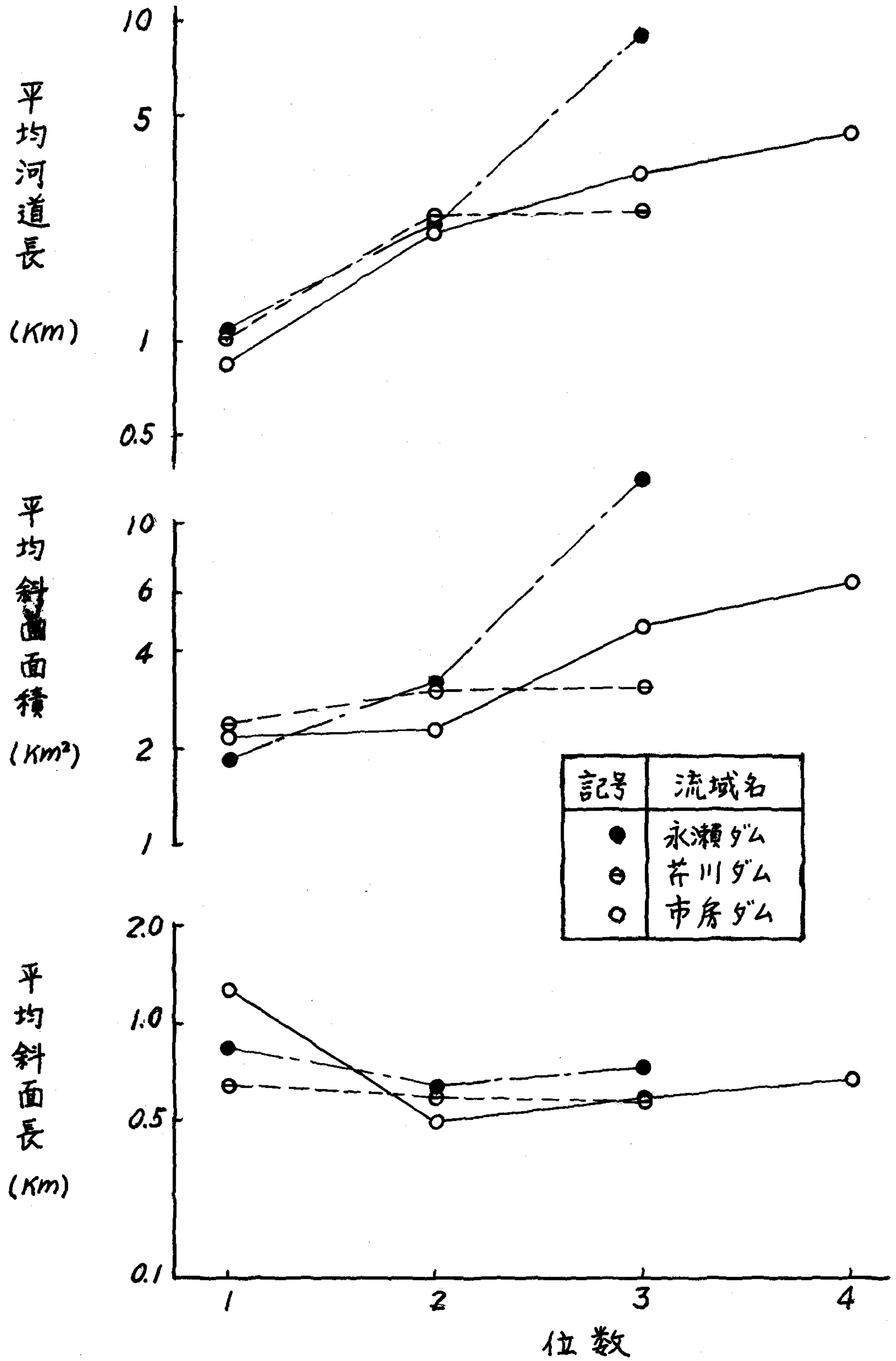
5. 洪水流出と流域地形

４節(2)において若干述べたように，河川流出解析を行なうに当って流域内のいろいろの地点におけるハイドログラフが同時に求められる方法を見出すことが，流出過程を把握し，また実用的見地からもきわめて有意義である。そのためには，従来のように対象とする流域全体を一つとして取り扱うのではなく，もう少し細分して考える必要がある。すなわち単位流域ともいうべき最小単位の流域とそれらを結合している河道とによって流域が構成されると考えるのである。[19] このような取扱いが許されるものとすると，対象とする河川の大きさが違っている場合においても，単位流域と河道配列という２つの立場から共通の場において一般的な議論が可能となり，河川流出に関する理論の統一ができるものと考えられる。

単位流域における流出問題は，従来の流出の取扱いと同じわけであるが，これを流域貯留水量という観点から眺めると，大略図－７のようになる。すなわち，横軸は貯留量 s，縦軸は流出量 q であって，OAA' は地下水流出に対応する関係である。弱い雨や浸透性が大きい流域の場合には，この関係を保持しながら河川流出量が増減するものと考えることができる。比較的強い降雨の場合には，もしその強度が流域の平均浸透能より大であると中間流出が発生する。したがって，$s \sim q$ 関係は OAA' からはずれてＡＢの関係に移るはずである。この移り変わりの点Ａは OA' 線上の固定点ではなくて，降雨強



図－７　流域の貯留量と流出量との関係



図－8　流域の地形解析結果の一例

度と浸透能との関係および降雨前の地下水流出（初期流量）によってOA'線上で移動する。なお，地表面付近に雨水が存在すれば浸透が続くので，中間流出発生期間においても地下貯留量はOA'線に沿うて増加する。

中間流出は地表付近に存在する多孔質の表層内で発生すると考えられており，非常に透水性がよくかつ一定の厚さをもつから，強い雨が続くと飽和状態に達する。したがってそのときの $s \sim q$ 関係はABB'のようになる。さらに，強い雨が続くと表面流が発生するが，このときには中間流が飽和しているはずであるからB点からはじまる。表面流は地下水流や中間流とは異なりほぼマンニング型の抵抗則に従うので，$s \sim q$ 関係は一般にループを描き図BCの曲線のようになる。

単位流域における流出は大略以上のような過程を経て変化するから，たとえばOAA' のこう配，AA' とBB'の間隔（表層の厚さに対応する），BCの平均曲線を表わす指数やループの大きさ，などによって特性値としての比較ができる。さらにこうした特性値と単位流域内の地質，地形との関係を調べることがきわめて有意義となるわけである。たとえばわれわれがわが国の１８コの多目的ダム上流の流域について調べたところによると，表面流出すなわちBCのループが顕著に現われない条件は，流域の山腹斜面の平均こう配が 0.5〜0.6 以上であることが判明した。

つぎに，河道配列の問題について若干述べよう。上記の１８コの流域について地形解析を行なった結果の一例が図－８であって，横軸は５万分の１の地形図による河道の位数 (order)である。また，表－５・１は分岐比を示したものであるが，これらをみるとかなりの規則性があるように思われる。こうした関係についてはHorton からStrahlr[20]に至る河川流域に関する量的地形学の分野と同じであって興味深いが，これらと流出過程との関係はまだ十分研究されていない。

量的地形学は流域の表面の形態を表現するものであるから，とくに洪水流出と関係が深いはずで，最近，石原・高棹によって河道配列とピーク流量との関係について注目すべき研究が行なわれている。[21] すなわち，各単位流域からの出水のピークが河道の合流点でどのように合成されるかを，河道配列に関するトポロジーモデルを組立てて考究し，分岐比が大きいほどゆるやかな出水となり，また合流点におけるピークの合致確率が大きくなると下流端でのピークの大きさが急激に増大することを明らかにした。

表－５・１　多目的ダム上流流域における河道の分岐比

ダム名	流域面積（Km²）	分岐比	ダム名	流域面積（Km²）	分岐比
木屋川	84.1（3）	3.34	鹿野川	455.6（5）	3.80
湯　原	255.0（4）	4.74	引　原	48.2（3）	3.12
荒　沢	162.0（4）	3.15	柳　瀬	145.9（4）	4.05
鎧　畑	320.3（5）	3.68	宮　川	125.9（4）	4.25
日　屋	171.6（4）	3.72	美　和	311.1（4）	3.96
市　房	157.8（5）	3.32	七　川	102.0（4）	3.74
芹　川	118.0（4）	3.33	二　瀬	170.0（4）	3.94
永　瀬	295.2（4）	4.01	花　山	126.9（4）	3.86
佐波川	8.8.4（4）	3.08	石　淵	154.0（4）	3.46

註）流域面積の欄の（　）内の数字は対象とした流域の位数を示す。

6. むすび

以上，河川流出に関して最近の諸問題について説明し，著者の考えを述べたつもりであるが，問題が複雑なうえに現在研究中の課題であるので結論を述べるまでに至らないのが残念である。最初にも述べたように，４１年はユネスコ主催の国際水文学十年計画の第２年目に当り，世界の国々が協力して水文学の学問向上に努めつつあるわけで，上に提起した問題点もさらに研究されることと思われる。数年後にはこれらの問題に対する解答がえられることを期待するものである。

最後に，本稿を記するに当って多くの文献を参照させて頂いたが，これらの著者に対して感謝の意を表するものである。

参考文献

1）たとえば，小河原正己：時系列論とその応用，応用統計学，克誠堂，昭 24.

2）長尾正志：びわ湖流入量の経年変化について，京大防災研，年報，7号，昭 39.

3）山本三郎：中国地方における水力発電よりみた河川流況の研究（学位論文），昭 35.

4）伊藤剛：計画洪水流量の合理的決定法，土木研究所報告 100-6，昭 33.

5）福田喜代志：東北地方大雨の統計的調査，アイオン台風報告第一輯，仙台管区気象台，昭 23.

6）上山惟康：洪水の周期変動について：土木学会誌 37-11，昭 27.

7）高瀬信忠：時系列論から見たわが国水文諸量の性格について，土木学会論文集 43，昭 32.

8）水資源の変動様相に関する調査報告，科学技術庁資源調査会報告第 34 号，昭 40.

9）速水頌一郎，大内正夫：北太平洋亜熱帯高気圧の変動と北陸の豪雪，京大防災研年報，7号，昭 39.

10）角屋睦，小池達男：降雨量にみられる長期的変動について，京大防災研，年報，8号，昭 40.

11）大内正夫：樹木の生長率と気候変動－日本東北の部－，京都学芸大学紀要，25，昭 39.

12）石原藤次郎・高棹琢馬：単位図法とその適用に関する基礎的研究，土木学会論文集，第 60 号（3－3），昭 34.

13）石原安雄：洪水流出の解析，水工学シリーズ 64－04，土木学会水理委員会，昭 39.

14）たとえば，文献 8）

15）土木学会：水理公式集，昭和 38 年増補改訂.

16）Lacroix, J. L.：Essai de calcul des hydrogrammes à partir des pluies；Cas de la Corrèze à Brive, La Houille Blanche, No. Spécial B, 1961.

17）たとえば，文献 15）

18）安芸皎一・多田文男：水資源ハンドブック，朝倉書店，昭 41.3.

19）石原安雄：河川流出の例題解説：水工学シリーズ，65-04，土木学会水理委員会，昭 40.

20）たとえば，A. N. Strahler, Trans. AGU, Vol. 38, No. 6, Dec. 1957.

21）石原藤次郎，高棹琢馬，土木学会年次学術講演会概要集，昭 40 および昭 41.